

8. 昭和15年8月2日日本海 に起つた津浪

地震研究所 宮 部 直 巳

(昭和15年9月20日發表—昭和15年12月20日受理)

1. 昭和15年8月2日午前0時頃、北海道西部の各地に於いて中震程度の地震を感じ、それから15分乃至30分位を経て海岸地方は津浪の襲來を受けた。

地震そのものによる災害は極めて些少であつたが、津浪による災害はそれに比すれば稍大きかつたやうである。即ち津浪による被害として數へられるものは、行方不明者7、磯舟の流失數千艘等である。

地震の震央は稚丹半島神威岬の北西約140km位の海底で、震央に於ける發震時は8月2日午前0時8分頃であると報告されてゐる。津浪の傳播に關する調査を行ふ場合には數分の誤差は之を免れ得ないから、發震時の表示は以上の程度で充分である。さうしてその程の精度の範圍内で、後に述べる様に定められる津浪の中心は、地震の震央を含むかなり廣い區域である。

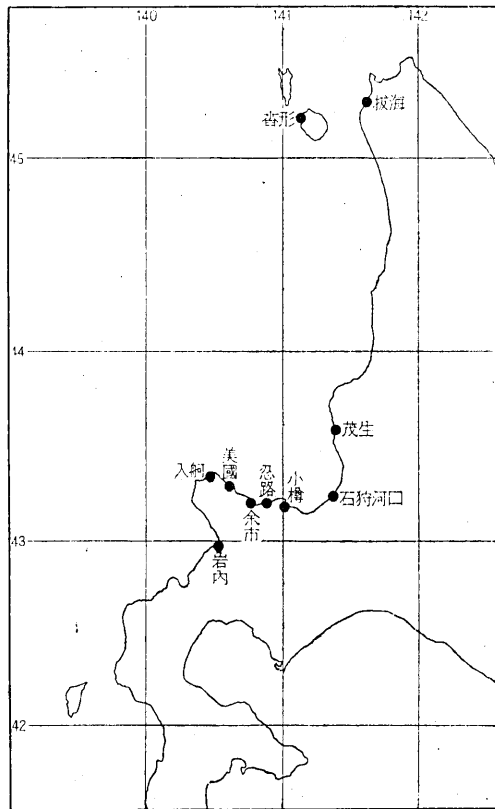
この津浪に關する調査は全く現地の踏査をすることなしに行はれた。即ち多數の港灣における驗潮記録を蒐集し、之を整理すること、及び之に北海道から寄せられた津浪の觀察記録を参照することによつて、この津浪の大體の相貌を明かにしようと試みたものである。

驗潮記録は、陸地測量部の好意と内務省土木試験所松尾春雄技師の配慮とにより、北海道における驗潮記録及び津浪に關する情報に就いては、北大理學部の米田勝彦氏の援助によつて蒐集し得たものである。茲に記して諸氏の御好意と御配慮とに對し深く謝意を表するものである。

2. 驗潮記録に顯はれた津浪の記象に關する検討に入る前に、北海道各地に於ける津浪の觀察記録に就いて一瞥しよう。

第1圖に示した場所について北から順を逐へば

(i) 利尻島脊形港では津浪の高さは最大2m位に及んでゐる。此處に於ける磯舟の流失數は約300隻であると報ぜられてゐる。津浪襲來の時刻は午前1時頃で地震の後約1時間である。回數は2回20分を隔て、來襲したが、その後15時間位の間は大體20分に1回の割合で異常なる海水面の昇降があつたといふことである。殆ど



第 1 圖

同様のことは、利尻島の對岸（稚内の西港）海抜港に於いても觀察されてゐる。

(ii) 濱益郡，茂生においては，午前4時から同9時までの間，時々海面の状態を觀察し，その結果を表にして報告された。即ち次の第1表がそれである。

第 I 表 茂生に於ける津浪の觀測記録 1

時 刻	高 潮 位	低 潮 位	摘 要
午前 4 時	+1.2 m	-0.9 m	津浪なし 約7分毎
4 時 30 分	+1.1	-0.5	" 約10分毎
5 時	+0.5	-0.6	" "
6 時	+1.2	-0.5	" "
6 時 30 分	+0.68	-0.55	" "
9 時	+0.45	-0.5	" "

(iii) 小樽では地震の爲め埋立地の一部に龜裂を生じ，又附近の鹽谷村字桃内村地内道路に沿うて崖の崩壊あり，3600立米の土砂が道路上に堆積した。津浪は地震の後

45分を経て襲來した。午前5時頃最高となり+1.5mを示した。

(iv) 余市では、驗潮儀があつたけれども故障の爲め津浪の記録を完全にとることは出来なかつた。たゞ乾地に残された浸潤の跡から潮位の最高+1.20m位と推定された。又川筋に於いて約20分毎に水面の昇降することを認めたことが報ぜられてゐる。

(v) 岩内では驗潮記録がある。が、その記録においては振幅が實際のもの約1/1.9になつてゐるとされてゐる。實際の津浪の最高水位は午前0時50分頃+1.7m位となつたものである。

尙余市と岩内とで、地震直後に潮が約1m位退いたといふことが報告されてゐるがあまり確かではない。併し、若しこれが眞實であるならば、後段に記されてゐる入舸村における地震直後の退満と綜合して、積丹半島先端部の上昇とその東方への傾斜とが地震に伴つたといふことを暗示するものである。この退潮の事實は併し乍ら、驗潮記録には認められない。

(vi) 積丹半島の北岸、美國に於ける津浪來襲の時刻は午前0時30分頃である。さうして最高1.55m位に達し、午前3時頃までは約10分おきに昇降を繰返したといふことである。

(vii) 積丹半島の西端、入舸村では、地震後3分位を経て海水が退き始め、1分を経て約-2.0mとなつた。その後間もなく“物凄き潮鳴と共に處々に大渦巻を畫きつゝ”増水し、+2.0m以上に及んだといふことである。週期に類似の事項に關しては報告されてゐない。又、目司村に於けるメ切コンクリートの一部が破壊し、工事用材料が流失した等の被害があつた由である。

以上の報告によれば、北海道西岸における津浪の高さは最高2.0m以上から1.5m前後であり、その週期は20分若しくは10分位であつたと言ふことが出来やう。

3. 蒐集された津浪の記象は次の各地で得られたものである。

本斗 (樺太)

石狩河口 I, 石狩河口 II, 小樽, 忍路, 余市, 岩内 (以上, 北海道)

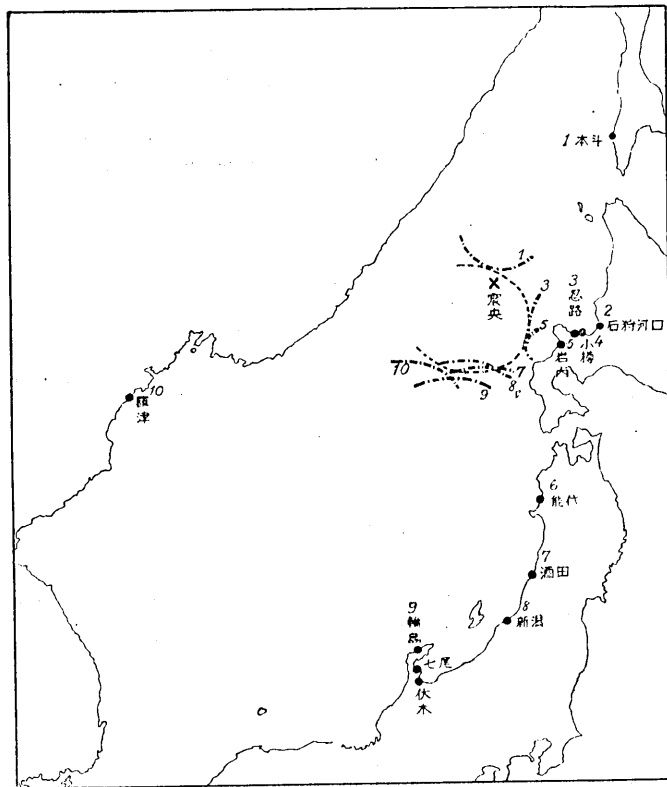
能代, 土崎, 酒田 I, 酒田 II, 新潟, 伏木, 七尾, 輪島 (以上本州)

元山, 羅津 (以上朝鮮)

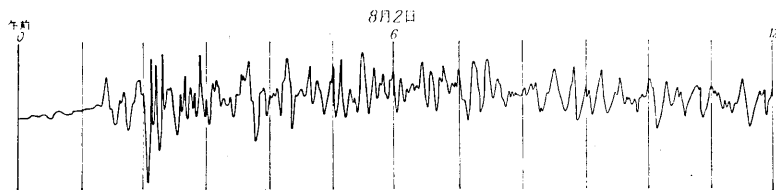
以上の中、土崎酒田 II 及び元山の記録には津浪の徴候が現はれてゐない。又、石狩河口 II, 及び能代の記録は、リシヤル型一週間巻の記録筒に記録されたものである爲、詳細の點が判然しない。尙余市の記録には前節にも述べた様に器械の故障の爲め、津浪の後半のみの記象が得られてゐるに過ぎない。其故、これら5個所の中能代を除いた4個所の記象及び津浪の記録が不明瞭な伏木、七尾の2個所の記録は之を採

録しないことにした。土崎及び酒田 II の驗潮儀は、海岸から 1 km 乃至數を遡つた場所に設けてある。其故、川の流れその他に阻まれて津浪が充分の振幅を以てそこまで到達し得なかつたものであらうと考へることが出来る。元山に於いても、港内の水が浅くて、津浪が減衰したか、又は驗潮場の井戸への導水管が土砂の爲に閉塞した等の理由で津浪の如き波動は記録し得なかつたのであらうと考へてもよいであらう。尙小樽、その他においても、殆ど同様の理由で、記録された津浪の振幅が實際のものよりも遙かに小さくなつたと見られるやうである。

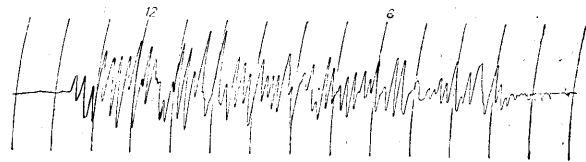
本報告に輯録した津浪記象を得た所の驗潮儀の所在地の分布は第 2 圖に示してある。又、津浪の記象の寫しは第 3 圖乃至第 12 圖に掲げてある。



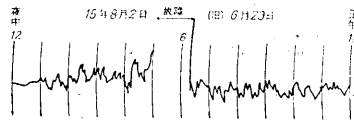
第 2 圖 驗潮場の分布と津浪の中心



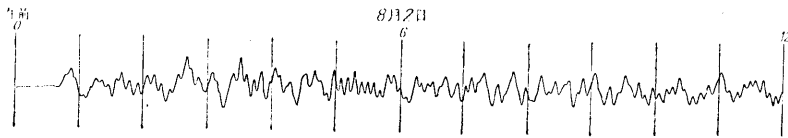
第 3 圖 本斗における津浪の記録 (最初の波の振幅約 24 cm)



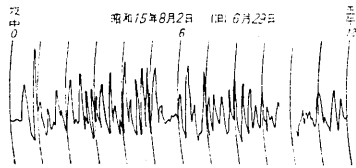
第4圖 石狩河口における津浪の記録 (最初の波の振幅約 14 cm)



第5圖 小樽における津浪の記録



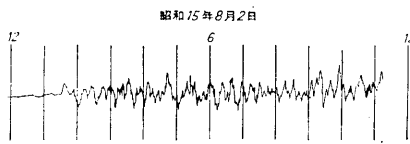
第6圖 忍路における津浪の記録 (最初の振幅約 16 cm)



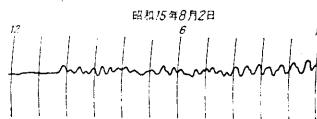
第7圖 岩内における津浪の記録 (最初の波の振幅約 45 cm)



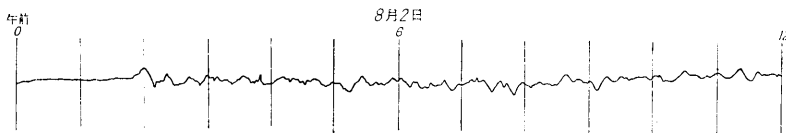
第7圖 能代における津浪の記録



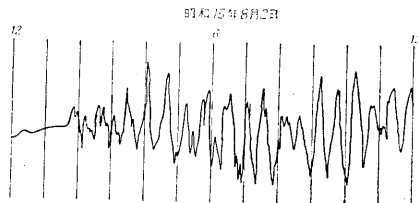
第9圖 酒田における津浪の記録 (最初の波の振幅約 10 cm)



第10圖 新潟における津浪の記録 (最初の波の振幅約 10 cm)



第11圖 輪島における津浪の記録 (最初の波の振幅約 8 cm)



第12圖 羅津における津浪の記録 (最初の波の振幅約 8 cm)

是等の記録から讀定すべき事項は差當り、(i) 津浪發顯の時刻、(ii) 第一波の向き、(iii) その週期、(iv) その振幅等である。讀定によつて得た値は次の第2表に示してある。

第 II 表

場 所	發 顯 時 刻	向 き	週 期	振 動	地震發生より 津浪到達まで
本 斗	午前1時17分	上	18分	24 cm	69分
石狩川口 I	—	上	15分	14 cm	—
小 樽	午前0時50分	上	10分	?	42分
忍 路	" 0時40分	上	23分	16 cm	32分
岩 内	" 0時22分	上	20分	86 cm	14分
酒 田 I	" 1時30分	上	17分	10 cm	82分
新 潟	" 1時41分	上	19分	10 cm	93分
輪 島	" 1時50分	上	21分	7 cm	102分
羅 津	" 1時40分	上	20分 9分	8 cm	92分

津浪發顯時刻の讀定値にはいろいろの誤差が介入するのであるが、それらの誤差の中で主要と思はれるものは、津浪の始の點の判定が明確に出來ないといふこと、記録紙を貼付した廻轉筒の速度が不整であること、時刻標識の位置の不整なること(リシヤール型時計では、毎日又は毎週一回の記録取換に際してその初又は終りに記入する時刻標識の不整がある)等である。

この津浪の場合は、第3乃至12圖に見られる様に、その始めがかなり明確であつて、記象の上で、津浪の始めの位置を何れにとるかに關して疑を起させるやうなものは殆どない。

従つて時刻の誤差は主として、回轉筒又は記録紙の“送り”の装置におけるその速度の不整に基くものであると考へることが出来る。そこで、忍路の記象をとり、この記象紙上に印せられた1時間毎の時刻標識線の間隔が幾干の不整を示すかを調べてみた。この記象における1時間の長さの24個の平均は25.5 mm、であつて、讀定値の標準偏差は0.28 mm、又最大の偏差は±0.5 mm位である。其故、時間の方の誤差は最大

$$\pm \left(\frac{0.5}{25.5} \times 60 \right) \text{分} = \pm 1.2 \text{分}$$

といふことになる。併し、この時刻標識を記入する爲の時計の誤差も介入するから、實際の誤差はこれよりも稍大きくなるであらう。又、忍路の驗潮儀は、本斗、輪島などと共に陸地測量部の管理に屬しケルヴィン型である。其故、主としてリシヤール型

が使用されてゐる土木關係の驗潮記録に比して時刻標識の精度は高いかもしれない。それらのことを顧慮して、全般的に津浪發見時刻の誤差は平均 ±5 分位であるとすれば大差はないのではないかと思はれる。

週期や、振幅については更にいろいろと議論の余地があると思はれる。それらの讀定値は、驗潮儀場在地の水域の性質、即ち、港灣の形や水深の分布等に影響される所が大きい。

これらの點に關しては後節に述べる。

第2表の中に、伏木及び七尾における觀測値が除かれてゐるのは、それらの港において觀測された津浪の最初の部分が極めて不明瞭であることによるものである。

震源に於いて地震の起つた時刻は8月2日午前0時8分頃であるが¹⁾、讀定時刻の偏差として ±5 分位の誤差は許容しなくてはならないからそれ以上詳しく發震時を知らなくてもよい。さういふ意味でなら上述の如く午前0時8分を地震の起つた時刻と見てよい。この時刻と、津浪の到達した時刻との差は、津浪が起つてから各驗潮場に到達するまでに要した時間であると見做すことが出来る。第2表の最後の行に示したものがそれである。

津浪が、地震と同時に起つたか否かについて疑を持つ見方もあるやうである。津浪は、地震が起る以前に起つたものであるといふ考もないではない。併し、その問題は、もつと時刻の精度がよくなり、且つ他の色々な事情がよく判明しなければ到底その當否を判定し得ないであらうと考へられる。

4. 前節第2表の最後の行の數値を資料として次の如き操作を行ふことにより、津浪の發散の中心を見出すことが出来る。

津浪は海水中を傳はる長波と見做すことが出来るから、その傳播速度は

$$v = \sqrt{gh}$$

で與へられる。 h は深さ、 g は重力加速度である。ある短かい距離 $4S$ の間で深さ h が一樣であるならば、 $4S$ を進むに要する時間 Δt は

$$\Delta t = \frac{4S}{\sqrt{gh}}$$

である。

そこで、一つの驗潮場を津浪の假の中心とし、地震が起ると同時にこゝから津浪が四方に傳播すると考へ、 Δt を経た後の波面をつくる。更に次の $4S$ の間で深さ h が一樣であるとして次の波面を作圖する。以下同様の操作を反復して、各驗潮場を假の

1) 氣象要覽 No. 492 (1940), 954~960.

中心とする。津浪の中心から各験潮場に到るまで要した時間”(第2表第6行)を経た後の波面を作るのである。第2圖に鎖線で記したものが斯くの如くして求められた最後の波面の切口である。この線に附した數字は、その鎖線が同番號の験潮場のデータに關するものであることを示すものである。これらの最後の波面への包絡線を描いてみると地震發生の時に波面がこの包絡線(第2圖の點線)にあれば、觀測された時刻に各地に津浪が到達することになる。

斯くして求めた包絡線で圍まれた地域或は水域は津浪の中心水域とも稱せられるべきもので、それが震央を含むある擴がりをも有するものの如く見える點に注意される。震央は \times で示し、その位置は $\lambda = 139.1 E$, $\varphi = 4.43 N$ であると報ぜられてゐる。

勿論、茲に使用した資料の數値が充分正確であつて、而も斯様な結果を得たのであるならば、正しく津浪の中心はある擴がりをも有するものであると言ふことが出来る。併し既に述べた様に、津浪發顯時刻については ± 5 分位の誤差を認容しなければならないといふことの外、海の深さ h の分布を求めるのに 250 萬分の 1 の海圖によつたこと而して海圖の投影法はメルカトル式であるから海圖上で水平距離を測つた場合に南と北とで縮率が異なること、等による誤差もあるわけである。

この中、 h の値は寧ろ大き過ぎる様な採り方をしてゐることになる。即ち、もつと詳しい海圖によれば、海岸に近い浅い場所も勘定に入ることになるから、その結果として求められる津浪の中心水域の廣さは増加する傾向を持つやうになる。

投影法に基く誤差は、北の方で尺度が延びるから、これは、津浪の中心水域の廣さを縮小する様な効果を齎らすものである。併し、その縮小率は大きくとも 1~2 割位であつて、第2圖に求められた様な廣さの水域が全然無くなることにはならない。而も、實際には時間的に ± 5 分の誤差を許容するので、投影法に基づく誤差の大部分もその中に含まれると考へられる。是等のことを考慮した上でも尙、徑 200 km 程度の“津浪の中心水域”といふものは認められるやうに思はれるのである。

一方において地震又はそれに伴つた地殻の變形によつて起される海水の動搖の初期の形が、波長に關係のある大いさを有するであらうといふことは、津浪が一點から出發するといふよりは寧ろ自然的な考へ方であると思はれる。同様な傾向は既に昭和 8 年 3 月 3 日の三陸津浪の際にも認められたことであり²⁾、更に、昭和 14 年 5 月 1 日の男鹿地震に伴つた津浪³⁾ についても相似た事實が認められてゐる。

5. この津浪の場合について注意される一つの事は、津浪の初動の向きが、何れも

2) N. MIYABE, *Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl.* vol. 1 (1934), 112~126.

3) 岸上冬彦, 飯田波事, 地震 11 (1939), 365~371.

上向きであるといふ點であらう。その向きに關しては、各地の記象において見られる様に疑の餘地は殆ど無いのである。最も不明瞭である所の伏木、七尾に於ける記録に就いてさへ、少くとも下向きではないといふことは言へるのである。この點は昭和8年の三陸津浪や、昭和14年の男鹿島地震の際の津浪とはその趣きを異にしてゐる。殊に、男鹿島地震に伴つた津浪については、初動が上向のところと下向のところとの區別が規則的であるとされて居る。然るに、この津浪では、本斗から羅津まで、中心からの方位にして 180° 以上の範圍に亘り盡く初動は上向きである。このことは津浪がその中心から凡ゆる方向に全く對稱的に傳播されたといふことを意味するものではないかと思はれる。

観測された津浪の初動の週期は、小樽における10分と、石狩川口Iにおける15分とを除けば、あとは殆ど20分内外である。

又忍路の記録を見ると、20分位の週期の波動に10分位の週期の波動が重なつてゐる事を認めることが出来る。而して、後者の波動は最初の中はその振幅が小さく殆ど認め難いが次第に増大し、再び減少し、以下數回これを反復してゐる有様を認めることが出来る。短週期の波動は或は、その港灣の固有振動週期かもしれないが、さうすると、津浪そのものの中にもその位の週期の波動がなければ、かくの如き振動を勵起することは難かしいであらうと思はれる。

以上の如く見れば、津浪の週期として主要なものは20分であつて、これに10分又はそれよりも更に短週期の波動が重なつてゐたと見るべきであらうか。波型の不規則な點もそれがもし港灣の形の影響でないならば、短週期の波動が重なつてゐたと考へることに有利な資料と言へるかもしれない。

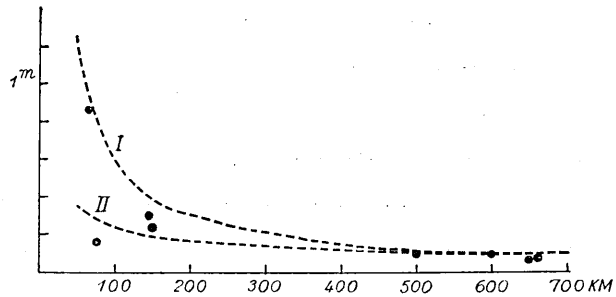
6. 津浪の振幅に關する考究は一層困難である。その理由の一は、驗潮儀の在る港灣が夫々固有の靜振を生ずる可能性があり、又驗潮場の井戸と外海との連絡が場所によつて異なり、ある場所ではその導水管が不完全である爲、津浪元來の振幅や位相が變形されることも可能である。斯様な事情の下に於いて津浪の本來の振幅を求めることは極めて困難なことであると言はねばならない。

例へば、岩内に於ける記録に關しては、記録された振幅の1.9倍が眞の振幅であるといふ注意書が添へてあつた。其故、第2表の振幅には86cmとしたが、記象上の讀取の値は45cmである。同様の補正は少くとも小樽や忍路等の値に對しても必要なであらうと思はれるが、補正を加ふべき資料がないので暫らく、讀定値そのまゝを掲げておく。

併し、それらの事情もあるが、他の驗潮儀は、概して外海に直接接して設けてある

様に見られるので、とにかく試みに、津浪の中心と思はれる地点からの距離に對する観測された振幅の分布を圖に記入してみると、第 13 圖の様なものを得られる。

・ 驗潮記録上で讀定された振幅の値の外に、目測による津浪の初動の振幅の資料もある。目測された振幅は最大振幅に潮汐の影響を加へたものである。尤も日本海沿岸では潮汐の振幅は極めて小さ



第 13 圖 振幅と距離との關係

く、8 月 2 日に於ける各地の潮汐の干満の差は 0.3 乃至 0.4 m であるから、目測された振幅をそのまま採用しても誤差は 2 割を越えない程度であつて、目測それ自體の誤差の範圍では、それで充分であらう。目測の振幅は上述の様に最大振幅であるから、津浪の記象から推察される様に初動の振幅はそれよりは小さいと見られる。又、初動の振幅は津浪本來の振幅よりは幾分か小さく記録されてゐると見てもよいやうであり實際、岩内の場合の如き例もある。斯く津浪振幅の目測値に關しては論すべき點もあるので第 13 圖においては單に驗潮記録上で讀定した津浪の振幅分布を示した。そして、振幅の距離によつて變化するさまを表はす曲線として I, II を描いてみた。I, II は共に津浪の中心から 600 km のところで 10 cm の振幅を與へ、I は r^{-1} に II は $r^{-1/2}$ に比例する様な曲線である。實際の振幅と距離との關係は何れの曲線で示した方が眞に近いかは判らないが、何れにしても津浪の中心附近に於いては實際の振幅より著しく小さくなる勘定となる。而して、若し深さが一樣な海の中の一處にある衝撃が與へられ、波動が、四方に一樣に傳播するものとすれば、その場合の振幅と距離との關係は波長に對して遠い場所では振幅が $r^{-0.5}$ に比例する⁴⁾。上述の結果はこれからはかなり離れた事情にあることを示すもので、その理由を數へてみると、理論の要請たる $kr \gg 1$ ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$, λ : 波長) が滿されてゐないこと、傳播機巧における理論と實際との相異、港灣における靜振の勵起状態如何といふやうなことが關係してゐると思はれる。

7. 以上に述べた調査の結果を要約すると次の通りになる。

(イ) 津浪の中心は北海道西岸とソ聯領沿海州との間にあり、地震の震央 ($\lambda_0 = 139.1^\circ E$, $\varphi_0 = 44.3^\circ N$) を含む徑 200~300 km の廣さを有する水域であると考へら

4) H. LAMB, *Hydrodynamics*, 3rd Ed. (1924), 277.

れる。(震央の概略の位置は第1圖に×で示してある)。

(ロ) 各驗潮場で觀測された津浪の初動は何れも上向きである。觀測所の分布が津浪の中心からの方位で 180° 以上に亘つてゐる點から見て、凡ゆる方向に上げ波で傳播されたものと思はれる。

(ハ) 津浪の振幅は前述の2項より一層不確ではあるが中心からの距離 r について大體 r^{-1} に近い形で減少するやうである。

以上の結果は、津浪の成生に關する理論的考察をなす上に參考となり得ることであらうと思はれる。

8. *Tsunami associated with the Earthquake of August 2, 1940.*

By Naomi MIYABE,

Earthquake Research Institute,

On August 2, 1940, a severe earthquake was felt at various places in Hokkaido, at 0 h 07 min. a. m. In less than an hour a tsunami visited the Japan Sea coast of Hokkaido, as a result of which more than a thousand fishing boats were swept away and seven lives were lost. The epicentre of the earthquake was reported to be situated about a hundred kilometres off the western coast of the Syakotan peninsula.

The results of the study are summarized as follows:

(i) The central area of the tsunami is believed to be of such an extent that its effective radius was several hundred kilometres, and probably of the same order of magnitude as the wave-length of the tsunami wave. The epicentre of the earthquake lies within this central area.

(ii) At all the mareograph stations, the first motions of the tsunami were found to be directed upwards. But since, on the other hand, the mareograph stations are distributed within a range of more than 180° in azimuth from the centre of the tsunami, it is thought that the tsunami waves were propagated from a common centre symmetrically in all directions.

(iii) The distribution of the amplitudes of the tsunami, although they differ with the station, was affected by the shapes and depths of the bays on which the stations are situated. This is expressible as a function of r , the distance of the station from the centre of the tsunami, roughly by Ar^{-1} , which deviates considerably from the expression theoretically deduced for the case in which $kr = \gg 1$, where $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ and λ is the wave length, i. e. $Ar^{-1/2}$. This may not only be due to the modification of the wave-form caused by the shape and depth of the bay, but also to the fact that the condition $kr \gg 1$ is not fulfilled, and to the difference in mechanism of occurrence and of propagation of tsunami waves from that adopted in theoretical calculation.

This disagreement between the actual phenomena and expectations from theory may be due not only to the fact that the effect of the proper oscillation of the sea water of the bay is not the same for different mareographs, but also to the fact that the condition $kr \gg 1$ is not perfectly fulfilled in actual case and that the mechanism of occurrence and of propagation of the tsunami waves differs from that assumed in theoretical calculation.

(iv) In connexion with this earthquake, the earth's crust of Syakotan Peninsula seem to have tilted eastward, although the tilting might have occurred before the arrival of the tsunami.